

環伊豆地塊蛇紋岩帯

荒井章司¹

The Circum-Izu Massif Serpentine Belt

Shoji ARAI¹

Abstract The Circum-Izu Massif Serpentine Belt is a fossil transcurrent plate boundary of the Oligocene-Miocene time between the Philippine Sea and the Eurasia plates. The Circum-Izu Massif Serpentine Belt encircles the northern end of the Izu Massif, almost parallel to a trace of the present plate boundary, the Sagami Trough and the Suruga Trough. The Circum-Izu Massif serpentinite had been mainly emplaced into or protruded onto the Oligocene-Miocene sediments. The Circum-Izu Massif peridotite, mainly harzburgite, is characterized by the mineral assemblage, olivine (FO_{90-92}) + opx + cpx + chromian spinel (Cr#, ca. 0.5) + / - plagioclase (AN_{90}), and is a low-pressure (ca. 5 kb) restite with or without melt impregnation. It may represent the uppermost mantle of the Shikoku Basin, which had begun opening during Oligo-Miocene, protruded along the transcurrent plate boundary at the northern end of the Philippine Sea plate (the Shikoku Basin), by analogy with the protrusion of abyssal peridotites along the oceanic fracture zone. It had been accreted to the Eurasia plate by the ocean-ward bending of the central Honshu arc during the opening of the Sea of Japan in the Miocene.

Detrital chromian spinel grains in the Oligocene-Miocene sediments in the Circum-Izu Massif Serpentine Belt memorize some ancestral peridotites with arc-mantle characteristics which had been protruded in the Belt before the present Circum-Izu Massif serpentinite (peridotite). The ancestral peridotites and dioritic rocks frequently associated with the serpentinites were derived from the deep parts of the Paleo-Izu-Bonin arc, which had been split and disrupted by the Shikoku Basin opening. Picritic basalts of intra-plate type closely associated with the Circum-Izu Massif serpentinite were possibly derived from the mantle plume which had caused the opening.

Key words: serpentinite, protrusion, serpentine sandstone, Circum-Izu Massif, transcurrent plate boundary

はじめに

西は瀬戸川帯から東は嶺岡帯まで、伊豆地塊の北端をぐるりととり囲むように蛇紋岩体が点々と露出している (Fig. 1). これらの蛇紋岩類の原岩であるかんらん岩はきわめて特徴的な岩石学的性質を共有しているため、荒井・石田 (1987) はこれらの蛇紋岩体の露出している地帯を環伊豆地塊蛇紋岩帯、またその蛇紋岩 (かんらん岩) を環伊豆地塊蛇紋岩 (かんらん岩) と呼ぶことを提唱した。ここでは、環伊豆地塊蛇紋岩帯についての既知の岩石学的、地質学的特徴をまとめ、成因について若干の考察を加えてみたい。

房総半島嶺岡層群、三浦半島葉山層群および静岡県から山梨県にかけての瀬戸川層群中に蛇紋岩体が存在

することは早くから知られていた (例えば、小池 1950, 1957; 小島 1954; 鮫島 1957)。しかし、これら各層群と同時代とみなされる小仏層群中の蛇紋岩体は最近に至るまで報告がなく、“環伊豆地塊蛇紋岩帯” という概念は生まれなかった。近年、石田 (1987) により小仏層群中に蛇紋岩体が発見され、伊豆地塊を取り囲むほぼ同時代の地層中の蛇紋岩体が出そろい (Fig. 1), 全体の比較的研究がおこなわれ始めた (荒井・石田 1987)。

環伊豆地塊蛇紋岩類や付随する岩石の成因は、鮫島輝彦の博士論文のテーマでもあり (Sameshima 1970 ms), また彼および彼の学生による先駆的な研究がある (例えば、鮫島 1957, 1960, 1961)。また、嶺岡帯付近の環伊豆蛇紋岩類については荒井 (1992a) のまとめ

¹金沢大学理学部地学教室 920-11 金沢市角間町

Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Kanazawa University, Kakuma-machi, Kanazawa, 920-11 Japan.

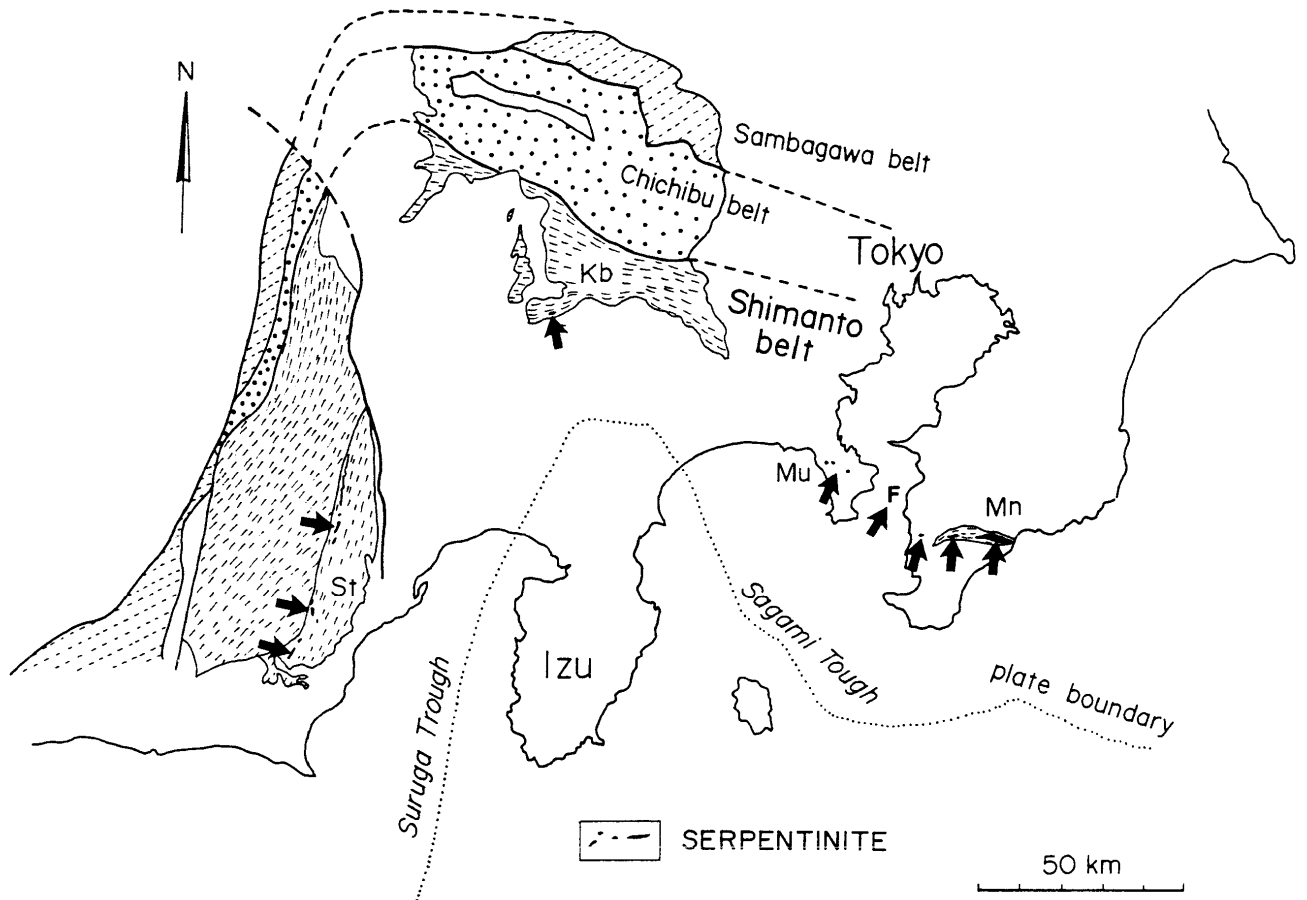


Fig. 1 The Circum-Izu Massif Serpentine Belt, which is defined by a trail of serpentinite masses in the Setogawa (St), Kobotoke (Kb), Hayama (Mu) and Mineoka (Mn) belts and the Fudoiwa mass (F), almost parallel to the present plate boundary. Relatively large masses are indicated by arrows.

がある。なお、ここでは便宜上、瀬戸川層群、小仏層群、葉山層群、嶺岡層群の分布域を、それぞれ瀬戸川帯、小仏帯、葉山帯、嶺岡帯と呼ぶことにする (Fig. 1)。

蛇紋岩の産状 —地質学的背景—

環伊豆地塊の蛇紋岩類は、例外なく破碎されており、径数十cm程度の鏡面を有する岩塊と、より小さな葉片状の岩片の集合体を呈するのが普通である。しばしば、破碎は完璧に進み、全体が粘土様を呈することもある (兼平 1976; 荒井 1992a)。蛇紋岩と周囲の堆積岩との直接的関係は、一般に露出が不良のため観察不可能であることが多い。ただし、堆積岩中の蛇紋岩起源と考えられる碎屑粒子 (蛇紋岩粒子およびクロムスピネル、クロムディオプサイドなどの鉱物粒子) の有無を検討することにより、産状に対してある程度の制約を与えることは可能である (荒井ほか 1978, 1983; 荒井 1992b) (Plate I)。

1977年夏、静岡大学理学部地球科学科第一期生 (3年生) の進級論文のために下川浩一、高橋輝章の2名が瀬戸川帯に入り、蛇紋岩分布域の地質調査を行った。その際、瀬戸川層群中の蛇紋岩体の周囲に、堆積性蛇紋岩や蛇紋石、クロムスピネルなどの碎屑粒子に富む含礫泥岩が普遍的に存在することが見出された (Plate

Ic ~ f)。この発見は指導教官の荒井によりまとめられ (荒井ほか 1978)、日本のその後の蛇紋岩体の地質学的研究に刺激を与えた。すなわち、瀬戸川帯の“蛇紋岩体”と呼ばれていたものの少なくとも一部は瀬戸川層群中の巨礫であり、その“定置” (emplacement) は瀬戸川層群の堆積と同時期であることが明確に示された。これは、少なくとも部分的には、Lockwood (1971, 1972) の発見、アイデアを日本において追認する形となった。これに先立ち、狩野ほか (1975) が、三浦半島衣笠において蛇紋岩体が堆積性であることを報告しているが、その堆積性であるという証拠は必ずしも明瞭ではなかった。最近の詳細な瀬戸川帯の地質調査によると、比較的大規模な蛇紋岩体は周囲の瀬戸川層群 (漸新世後期 ~ 中新世前期) の構造を切っており、その貫入はより新しい (中新世前期 ~ 中期) とされている (杉山 1992)。

荒井ほか (1983)、Arai & Okada (1991) は、嶺岡帯の蛇紋岩に伴う蛇紋岩砂岩などの堆積岩類を検討し、蛇紋岩体が中新世 (保田層群堆積時) に貫入 (海底に突出) したことを推定した。そして、当時露出していた蛇紋岩 (かんらん岩) 類の岩相や平衡温度が、現在のものと異なっていたことを明かにし、当時の嶺岡帯を“古嶺岡帯”と称した。山田 (1980ms) および山田の薄片を荒井が検鏡した結果によると、嶺岡層群の堆積岩類は、蛇紋岩体近傍のものでも蛇紋岩起源と思われる碎屑粒子 (クロムスピネルなど) を全く欠いてお

り、蛇紋岩体の貫入は嶺岡層群の堆積以降であることを示している(例えば、荒井 1992b)。

荒井ほか(1990)は、房総半島の三浦層群千畑層(最上部中新統)および上総層群市宿層(中部更新統)中の蛇紋岩礫を検討し、それらが環伊豆地塊蛇紋岩類に特徴的な岩石学的特徴(初生的な斜長石を含むことなど)を有していることを認めた。また、記載岩石学的性質が嶺岡帯、葉山帯のものと若干異なっていること、および両層の古流向から、供給源を千葉県金谷沖の東京湾地域に存在したと推定される未知の蛇紋岩体(不動岩岩体と呼ぶ)に求めた(Fig. 1)。

狩野ほか(1975)は、横須賀市衣笠付近の通称堂山の造成地にできた蛇紋岩の新露頭(現在は無い)を観察し、蛇紋岩が堆積性であるとした。しかし、筆者の当時の観察では、堆積性であるという確信は得られなかった。また周囲の葉山層群の堆積岩中にも碎屑性クロムスピネルなどは確認されていない。ただ、極めて小規模で礫岩状の蛇紋岩体の産状(例えば、蟹江ほか 1987; 門田ほか 1988)からみて、堆積性である可能性はある。

石田(1987)は、小仏帯南縁近くで3つの極めて小規模な蛇紋岩体を発見した。岩体の形状が堆積岩の走行方向に伸長していること、および石田・荒井(1990)によって碎屑性クロムスピネルが発見されたことにより、小仏帯の少なくとも一部の蛇紋岩体の貫入は堆積作用と同時期(漸新世~中新世)である(または、蛇紋岩体そのものが巨礫である)。

さて、嶺岡、葉山、小仏、瀬戸川各層群の西方延長に相当するとされる四万十累層群中には、蛇紋岩類の貫入はきわめてまれである。わずかに、和歌山県軽井川地域(Suzuki & Hada 1983)、愛媛県宇和島南方山財谷(吉田・鹿島 1976)、鹿児島県八瀬尾地域(石川・柴野 1974)、知覧地域(横村 1978)などに極めて小規模な岩体が知られているのみである。さらに、周囲の堆積岩の年代も環伊豆地塊の諸地域のものより古い可能性がある(Suzuki & Hada 1983)。蛇紋岩体の環伊豆地塊地域への偏在はこのように極めて顕著なものであり、環伊豆地塊蛇紋岩帯の成因を解くための鍵の一つであると言える。

また、蛇紋岩類には玄武岩類が伴う(例えば、兼平 1976)。特に、ピクライト質玄武岩類は蛇紋岩と同様に、瀬戸川帯(鮫島 1960; 石田ほか 1990)、小仏帯(石田ほか 1988)、葉山帯(谷口・小川 1990)、“不動岩蛇紋岩体”(荒井ほか 1990)、嶺岡帯(鮫島 1958; 田崎・猪俣 1981)のいずれにも産する。これらのピクライト玄武岩類はやはり蛇紋岩におけるのと同様共通な特徴(クロムスピネルの組成など)を有し、環伊豆地塊蛇紋岩帯を特徴づけるものである(石田ほか 1990)。そのほか、嶺岡帯には大量のMORB的な玄武岩類が産する(田崎・猪俣 1981)。葉山帯や“不動岩岩体”には、アルカリ玄武岩が卓越している(谷口・小川 1990; 高橋・荒井 投稿中)。瀬戸川帯ではMORB的なものが卓越するが、島弧的なもの、ホットスポット的なものすべてが存在する(Ohashi 1980; 大橋・白木 1981; Naka 1985; 坂本ほか 1993)。蛇紋岩と玄武岩類との関係は不明なことが多い。兼平(1976)は、蛇紋岩に貫入している玄武岩を報告しているが、玄武岩は、一般には蛇紋岩中の構造的岩塊もしくは蛇紋岩とともに堆積岩中の(巨)礫をなすことが多いと思われる。瀬戸川帯美和高山のピクライト玄武岩は瀬戸川層群の堆積岩を

岩脈状に貫いているらしい(Sameshima 1960; 鮫島 1987私信)が、少なくとも現在は観察できない。下川(1979ms)は瀬戸川帯で、石田・荒井(1990)は小仏帯で、堆積岩中にピクライト玄武岩の礫を見いだしている。また、石田ほか(1990)は、瀬戸川帯北部の新倉において、ピクライト玄武岩が堆積岩と整合的に分布しており、周囲の堆積岩と同一の変成作用(緑色片岩相程度)を受けていることを明かにした。ピクライト玄武岩ひとつを見ても、組織(例えば、田崎・猪俣 1981)および産状(特に堆積岩との関係)に多様性がありそうである。

蛇紋岩には、ガブロ類が極めて密接に伴う(例えば、荒井 1981; 田崎・猪俣 1981)。ホルンブレンドガブロ(しばしばペグマタイト様を呈する)が普通であるが、ノーライトやかんらん石ガブロも発見されている。また、ダイオライトもしばしば伴われる(渋江 1980ms; 南里 1982ms)。特に、瀬戸川帯では、大量の角礫岩状のダイオライトが蛇紋岩に伴われているのが注目される(南里 1982ms)(Plate Ig)。例えば、静岡市北部の通称雷岩は、主としてダイオライトよりなる角礫岩塊であるが、基質中に蛇紋岩粒子を含む(Plate Ih)(下川 1979ms)。嶺岡帯では、これらの岩石と蛇紋岩との種々の関係が観察される。すなわち、しばしば破碎された蛇紋岩中の円磨された岩塊(径数m以下)として産するほか、破碎された蛇紋岩中の網目状の岩脈をなすこともある。

変成岩(主として結晶片岩)も、しばしば蛇紋岩に伴われるが、偏在していると言える。すなわち、嶺岡帯では、有名な鴨川漁港の岩塊を初めとして数カ所で見いだされている(兼平ほか 1968; 渋江 1980ms; 鮫島 1987私信; 荒井未公表)が、他の地域ではきわめてまれである。例えば、瀬戸川帯では、角閃岩やグラニュライトはしばしば蛇紋岩に伴われるが、いわゆる結晶片岩はきわめてまれで、現在確認されているのは転石として見いだされた一例のみである(荒井、未公表)。嶺岡帯では、鴨川漁港の岩塊は、周囲との関係は観察できないが、平久里中では、蛇紋岩と玄武岩の間の断層(破碎帯)中の岩塊として、蛇紋岩砂岩などの砂岩類とともに産する(渋江 1980ms; 荒井 1981)。嶺岡帯の変成岩塊はそれ自身角礫岩化(堆積構造は認められない)している。また、蛇紋岩砂岩中の、モードで1~2%の粒子は変成岩起源であり(荒井ほか 1983)、“古嶺岡帯”では、より広く結晶片岩が露出していた可能性がある。結晶片岩の変成度は緑色片岩相~エピソード角閃岩相であり(兼平ほか 1968; Arai & Hirai 1985)、中圧型であろう。また、年代は約38Maである(Kaneoka *et al.* 1981)。

蛇紋岩砂岩(堆積性蛇紋岩)の存在も環伊豆地塊蛇紋岩帯の特徴の一つである(荒井ほか 1978, 1983; 渋江 1980ms; 南里 1982ms)(Plate Ic)。蛇紋岩砂岩は、堆積岩の構成要素または堆積岩中の礫(瀬戸川帯)や破碎された蛇紋岩中の構造的岩塊(嶺岡帯)として出現する。なお、嶺岡帯における構造的岩塊としては、蛇紋岩砂岩のほかに、しばしばクロムスピネルを含む石英-長石質砂岩(保田層群のものに類似)も出現する。これらの蛇紋岩砂岩にはしばしば葉理構造などの堆積構造が認められる。これら構造的岩塊としての砂岩は、かつて嶺岡山地、嶺岡浅間の採石場で観察できたが、現在は崩落のため露頭が失われてしまっている。

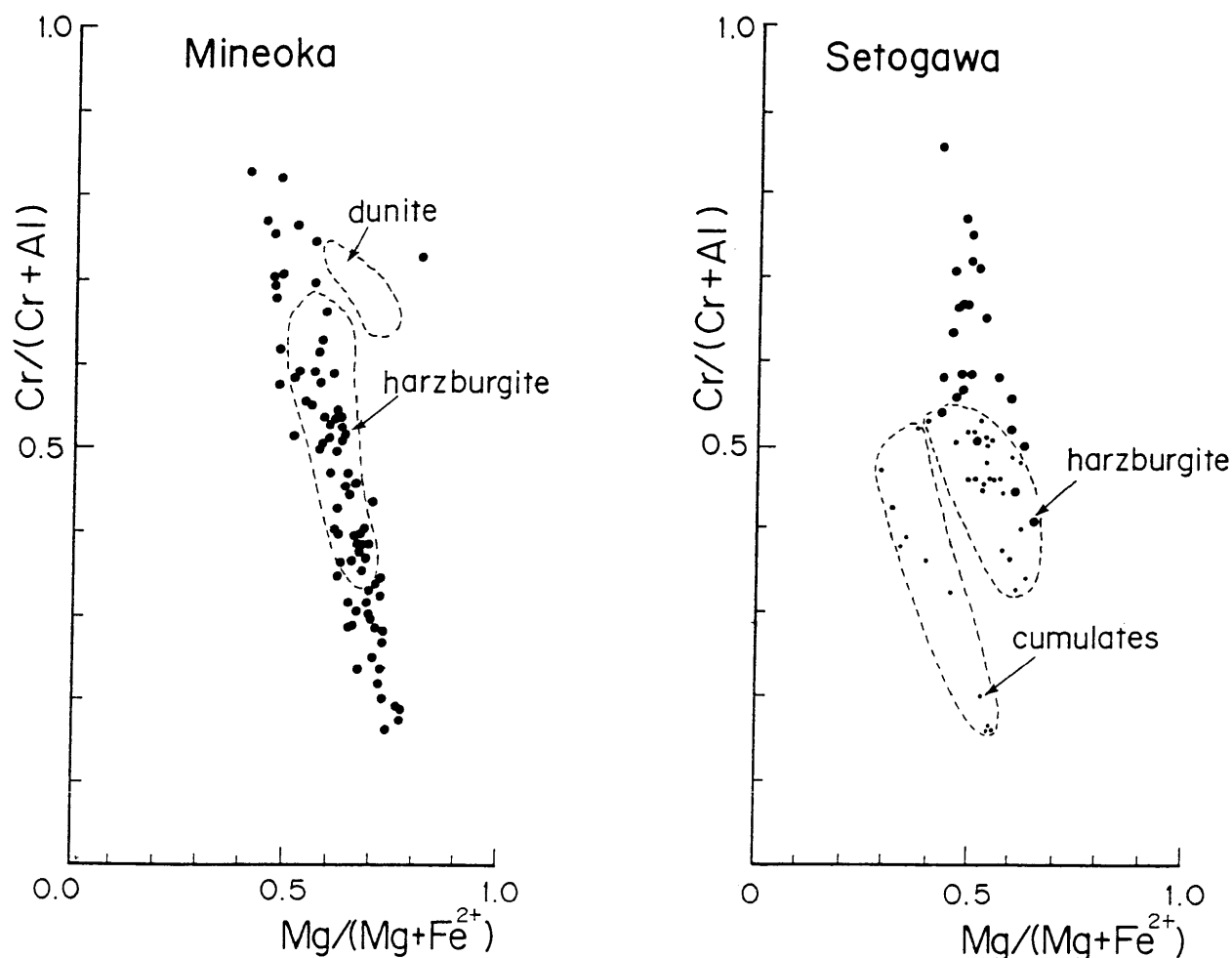


Fig. 2 Cr/(Cr + Al) - Mg/(Mg + Fe²⁺) relationships of detrital chromian spinels from the Mineoka and Setogawa belts. Compositional ranges for spinels from serpentinite masses now exposed are also shown by a broken line. In the right panel (Setogawa) spinels in harzburgite and cumulates (dunite-wehrlite-clinopyroxenite, sometimes with layered structure) are also plotted with a small dot.

蛇紋岩の岩石学的性質

1. 共通の性質

環伊豆地塊蛇紋岩類の原岩であるかんらん岩類の岩石学的特徴は、荒井・石田 (1987), 荒井・高橋 (1988), Arai (1991), 荒井 (1992a) らにより論じられている。かんらん岩は少量の単斜輝石を含むハルツバージャイト～レーゾライトを主とする (Plate Ia)。ダナイトは比較的まれであり (Arai & Uchida 1978; 荒井 1981), クロミタイトもきわめて小規模なものが知られているのみである (北原 1954; 下川 1979ms)。かんらん岩の最大の特徴は、しばしばCaに富む斜長石 (Takasawa 1976; 荒井・高橋 1988) (Plate Ia) や、初生的な含水鉱物 (フログパイト, パーガス閃石) (Plate Ib) を含むことである (Arai 1991)。なお、初生的含水鉱物は、主としてクロムスピネルの包有物として産する (Arai 1991) (Plate Ib)。

かんらん石のFo値は斜長石の量と負の相関があり、90～92の範囲で変化する (阿部 1987ms; 荒井・高橋 1988)。ダナイトのかんらん石は、しばしばきわめて

Mgに富み、Fo値は90～94まで変化する (Arai & Uchida 1978; 荒井1981; 阿部 1987ms)。クロムスピネルは、Cr# (Cr/(Cr + Al) 原子比) が0.3～0.7程度の変化を示すが、0.5前後のものが最も多い (荒井ほか 1983) (Fig. 2)。クロムスピネルのTi含有量は斜長石を含むかんらん岩中のもののほうが高い (Fig. 3; Arai 1991)。斜長石は多くの場合ソーシュライト化している (例えば, Uchida & Arai 1978) が、残留斜長石の組成はAn₈₈₋₉₆と極めてCaに富んでいる (Takasawa 1976; 荒井・内田 1979; 荒井・高橋 1988)。

2. 地域による不均質性

単斜輝石, クロムスピネルの組成, 含水鉱物の有無 (存在量) などに、地域的な違いが認められる。単斜輝石はクロムデオプサイドであるが、嶺岡帯, 小仏帯のものは比較的Caに乏しく高温を示唆するのに対し、葉山帯, 瀬戸川帯のものはCaに富み、より低温を示唆する (荒井ほか 1983, 1990)。単斜輝石中のチェルマック輝石成分の固溶量を示すAl含有量もこれと整合的な

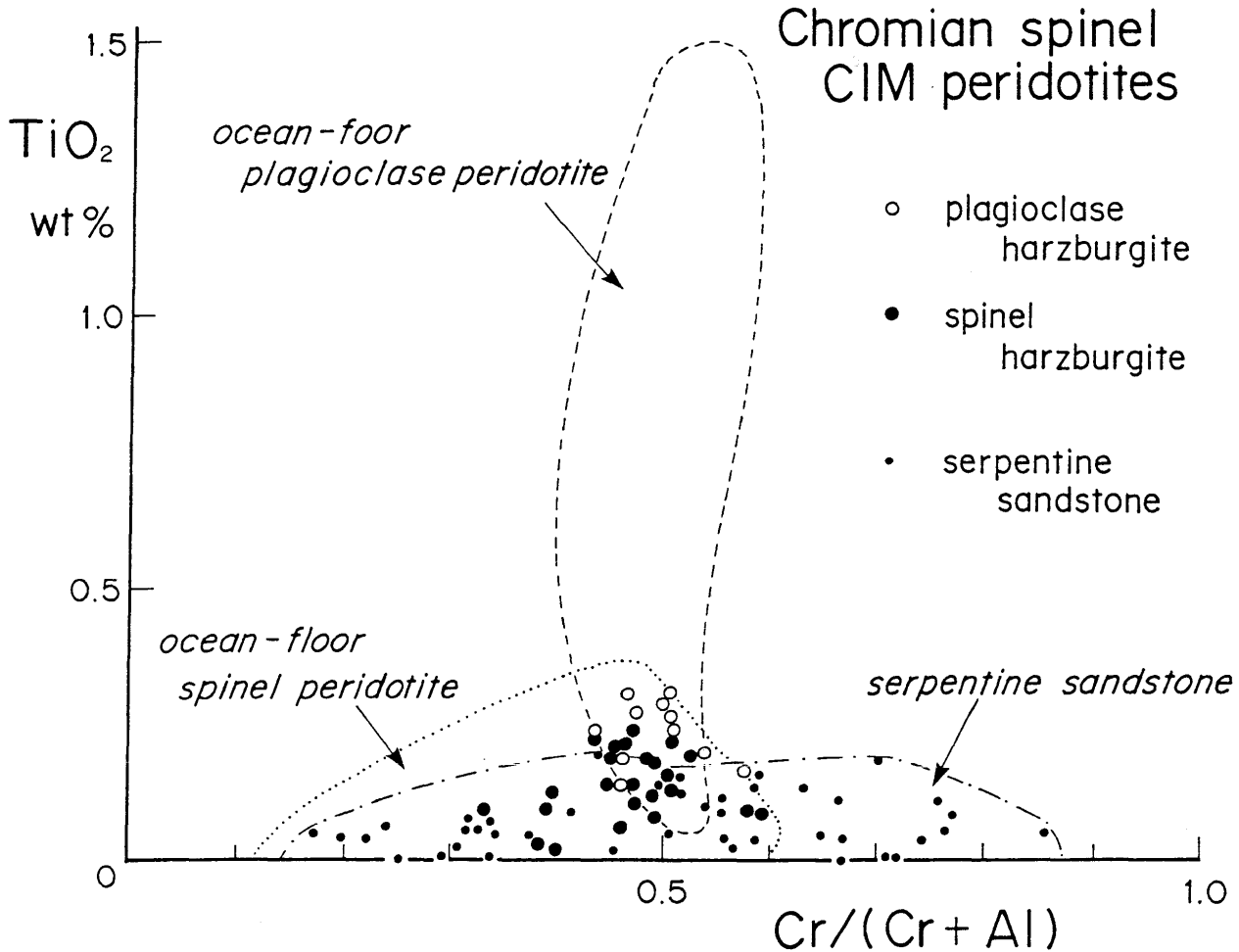


Fig. 3 Relationships between $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ atomic ratio and TiO_2 content of spinels in peridotites and serpentine sandstones from the Mineoka belt. Note that spinels in plagioclase-bearing peridotites tend to be richer in Ti than those in plagioclase-free ones. It is noteworthy that the detrital spinels, which were derived from upper mantle peridotites of Paleo-Izu-Bonin arc exposed at the Paleo-Mineoka belt in the Miocene, have a wide range of $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ and low Ti contents. Data for spinels in oceanic peridotites are from Dick & Bullen (1984) and Dick (1989).

変化を示す。ここでは、荒井ほか(1990)にならって、前者の蛇紋岩を嶺岡型、後者のものを葉山型と呼ぶ。嶺岡型かんらん岩のクロムスピネルは、より高い平衡温度を反映して葉山型かんらん岩中のものよりMg#(= $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ 原子比)が高い(荒井・石田1987)。クロムスピネルの Fe^{3+} 比(= $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$ 原子比)は、葉山型の方が明瞭に高い(ca. 0.05 vs. ca. 0.1)(荒井・石田1987)。また、嶺岡型と葉山型では、含水鉱物(主として角閃石)の量と組成にも差がある。すなわち、前者では含水鉱物はきわめてまれで、また、角閃石は、Al, Naに富むパーガス閃石である(荒井・石田1987)。一方、後者は、含水鉱物に比較的富み、また、角閃石はAl, Naに乏しいパーガス閃石~トレモラ閃石である(荒井・石田1987; 荒井ほか1990)。

“不動岩岩体”(葉山帯と嶺岡帯の中間に位置する)のもの(Fig. 1)は両者と異なった性質を有する(荒井ほか1990)。すなわち、クロムディオプサイドのCa

含有量は中間的であるのに対して、クロムスピネルの組成、特にMg#, Fe^{3+} 比はほぼ嶺岡型のものに一致する。また、Cr#も0.2~0.8と大きく変化する。最大の特徴は、しばしばTiに比較的富むパーガス閃石やフロゴパイトを含むことである。Tiに富むウエルライトも存在する。ただし、貫入の時代が他の環伊豆地塊蛇紋岩類より新しいこと(荒井ほか1990)にも注意する必要がある。

3. 時代による不均質性

嶺岡帯の蛇紋岩砂岩は、もっぱら現在露出している蛇紋岩に密接に伴って産する。したがって、その構成物は、現在の蛇紋岩に先駆けて(多分中新世)同一地域に貫入した蛇紋岩よりもたらされたものであることは疑いが無い。すなわち、中新世の嶺岡帯(“古嶺岡帯”)の岩石学的情報が蛇紋岩砂岩から得られる可能

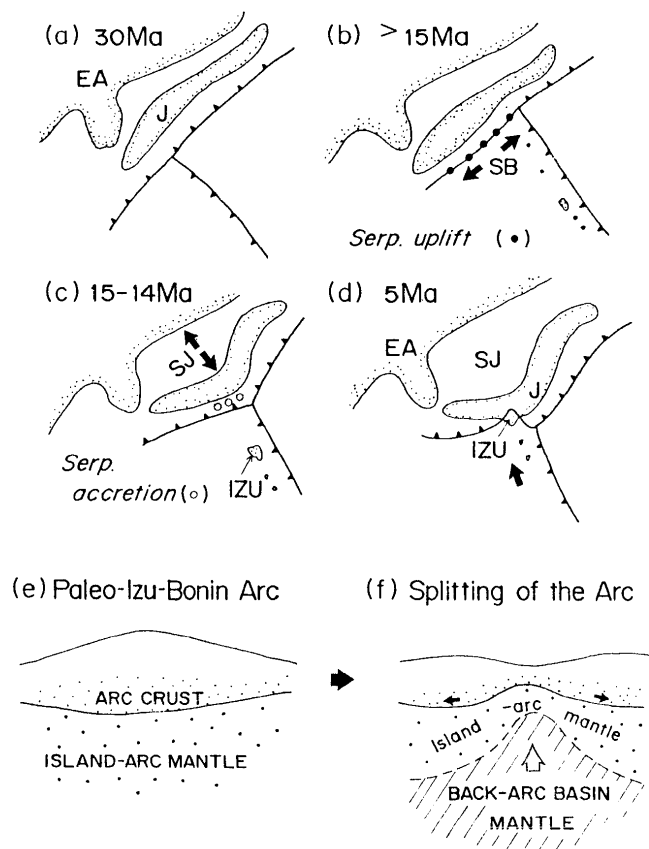


Fig. 4 Cartoons showing the formation of the Circum-Izu Massif Serpentine Belt. J, SB, SJ and EA indicate Japan arcs, Shikoku Basin, Sea of Japan and Eurasian continent, respectively. (a) Before opening of the Shikoku Basin. (b) Opening of the Shikoku Basin. Upper mantle peridotites (serpentinites) (filled circles) were uplifted along a possible transcurrent plate boundary at the northern end of the Shikoku Basin. (c) Opening of the Sea of Japan and accretion of serpentinite masses (open circle) due to ocean-ward bending of the Honshu arc (= formation of the Circum-Izu Massif Serpentine Belt). (d) Continent-ward bending of the Circum-Izu Massif Serpentine Belt due to collision of the Izu Massif (or Block). (e) Section of a northern end of the Paleo-Izu-Bonin arc before the opening of the Shikoku Basin. (f) At an early stage of the Shikoku Basin opening back-arc basin mantle had been uplifted and added to the pre-existing arc-type lithosphere.

性がある (荒井ほか 1983; Arai & Okada 1991).

古嶺岡帯の蛇紋岩 (かんらん岩) のクロムディオプサイドは、現在露出している蛇紋岩 (かんらん岩) 中のものよりCaに富んでいた (荒井ほか 1983; Arai & Okada 1991). これは、前者の方がより低い平衡温度を有していた可能性を示唆するものである (荒井ほか 1983). ただし、これから期待されるクロムスピネルのMg#の違いは認められない。クロムスピネルのCr#は0.2以下から0.8以上までの幅広い変化を示し、古嶺岡帯の蛇紋岩 (かんらん岩) の幅広い岩相 (組成) の変化を示唆している (Figs. 2 and 3). また、古嶺岡帯かんらん岩中のクロムスピネルのTi含有量が一樣に低い

のは注目に値する (Arai 1991) (Fig. 3).

瀬戸川帯大岳地域の碎屑性クロムスピネルのCr#は、0.4~0.9まで変化し、蛇紋岩体中のもの (0.6以下) より高い (Fig. 2). この高Cr#のスピネルも現在のかんらん岩体に先駆けて貫入したかんらん岩体由来のものである可能性がある。

環伊豆地塊蛇紋岩帯の成因

1. 蛇紋岩 (かんらん岩) から読み取れるテクトニック・セッティング

環伊豆地塊かんらん岩はある種の海洋底かんらん岩に類似している (Arai 1991). 特に、かんらん石のFo値とクロムスピネルのCr#の関係は、環伊豆地塊蛇紋岩が海洋底かんらん岩類 (例えば、Dick & Bullen 1984; Dick 1989) の最も枯渇した部類に相当することを示す (Arai 1991; 荒井 1992a). また、斜長石の有無とクロムスピネルのCr#、Ti含有量の関係も海洋底かんらん岩類のそれ (Dick 1989) と定性的に一致する (Fig. 3) (Arai 1991). ただし、クロムスピネルが全体的に海洋底のものに比べてややTiに乏しいこと (Fig. 3), および初生的な含水鉱物が含まれること (Plate Ib) から、Arai (1991) は、それらは背弧海盆 (四国海盆) の上部マントル物質であろうと結論した。

典型的な環伊豆地塊かんらん岩の鉱物組み合わせは、かんらん石 (Fo_{90-92}) + 斜方輝石 + 単斜輝石 + クロムスピネル (Cr#, ca. 0.5) + 斜長石 (An_{90}) である (Plate Ia). ただし、斜長石は産状 (しばしば不定形、間隙充填) より、他の鉱物より後、例えば、メルト注入 (= melt impregnation) により、形成された可能性もある (Arai 1991). このような組成を持つこれらの鉱物の組み合わせ (かんらん岩) は、Kushiro & Yoder (1966) などの実験によれば、きわめて低圧で形成されたことを意味する (荒井・高橋 1988). 実際、Jaques & Green (1980) は、5kbでこれらの鉱物 (ほぼ上記と同様の組成を持つ) とソレアイト質玄武岩メルトが共存できることを実験的に示した. また、環伊豆地塊かんらん岩のうち嶺岡型のもは、かなり高い平衡温度 (1,000~1,100°C) を示す (荒井 1990a). すなわち、環伊豆地塊かんらん岩は、きわめて薄く熱い地殻の下最上部マントル物質であることを示している. 形成直後の海洋 (背弧海盆) マントルなどは、その有力候補であろう。

2. 環伊豆地塊蛇紋岩の貫入

それでは、環伊豆地塊蛇紋岩帯はどのように形成されたのであろうか. 環伊豆地塊蛇紋岩帯が貫入したとされる漸新世~中新世に、フィリピン海プレート北端では古伊豆弧を割って四国海盆の拡大が始まっていた (Fig. 4b) (Kobayashi & Nakada 1978). その時は沈み込みが停止し、フィリピン海プレートとユーラシアプレートの境界は一種のずれ違い境界となり (Kobayashi & Nakada 1978), 蛇紋岩の貫入が起きたであろう (Fig. 4b) (Arai 1991; Arai & Okada 1991). これは、海洋断裂帯における海洋底かんらん岩の上昇・突出 (いわゆる protrusion) (例えば、Bonatti 1976, 1978; Hamlyn & Bonatti 1980) のアナロジー

である。この時貫入したのは、主として形成後間もない四国海盆の上部マントル物質であった。

そのすれ違い境界はやがて再び沈み込み境界に転じ、多くの蛇紋岩体は崩落し沈み込んでしまったであろう。しかし、環伊豆地塊地域の蛇紋岩体のみは、日本海の拡大に伴う中部日本の屈曲により日本列島側に付加し、沈み込みを免れた(Fig. 4) (Arai 1991; Arai & Okada 1991)。瀬戸川帯の比較的大きな蛇紋岩体が瀬戸川層群の一部に固体貫入している(杉山 1992)のは、この付加時の再移動によるものであろう。また、この日本海拡大に伴う付加が、環伊豆地塊地域に蛇紋岩体が偏在している理由でもある。その後、伊豆地塊の衝突により現在のような屈曲した蛇紋岩帯が形成された(Fig. 4d) (Arai 1991)。

3. 地域による蛇紋岩の不均質性の原因

嶺岡型と葉山型の2つのかんらん岩の性質の違いは上部マントルにおける加水化の程度の違いに由来すると思われる。すなわち、嶺岡型のかんらん岩にサブソリダスで水を主とする流体が加わることにより葉山型が形成される。その時、二次的な含水鉱物が形成され、また、酸化的雰囲気になり、クロムスピネルの Fe^{3+} 比は上昇する。これらの変化は、上部マントルかんらん岩の加水化のさい、一般的に観察できる(例えば、McGuire *et al.* 1991; 阿部ほか 1992)。葉山型のかんらん岩の示す低い平衡温度は流体の付加による冷却によるものであろう。すなわち、環伊豆地塊蛇紋岩をもたらした上部マントルは、局所的に水が加わるような環境にあったことになる。この水を主とする流体の起源としては、貫入当時のすれ違いプレート境界をなす横ずれ断層沿いに循環した海水や、下方よりもたらされた背弧海盆玄武岩マグマより放出された(?)流体などが候補としてあげられる。しかし、葉山型がより低温であることを考えると、前者の方が有力であろう。

4. 時代による蛇紋岩の不均質性の原因

荒井ほか(1983)およびArai & Okada (1991)は、環伊豆地塊蛇紋岩の貫入時代による岩石学的性質の違いを上部マントルの垂直方向の不均質性に帰した。嶺岡帯でも瀬戸川帯でも、先駆的に貫入したと思われるかんらん岩はいずれも岩相の変化に富み、特にクロムスピネルの高いCr# (0.8~0.9)で代表される枯渇したものを含む(Figs. 2 and 3)。また、そのクロムスピネルのTi含有量は一様に低い(Fig. 3)。これらの特徴は、そのかんらん岩が島弧の上部マントル起源であるという解釈に好都合である(Arai 1990, 1992)。瀬戸川帯や嶺岡帯の一部で、蛇紋岩に密接に伴って産するダイオライト類(Plate If, g)(下川 1979ms; 南里 1982ms)は、島弧の地殻物質であろう。荒井(1992c)は、これら島弧の上部マントル~地殻物質は、漸新世~中新世に四国海盆の拡大開始の際に分断された古伊豆-ボニン弧に由来すると考えた(Fig. 4)。これらの物質は、後に貫入する四国海盆の上部マントル物質に先駆けて、前記のすれ違いプレート境界に沿って貫入した(荒井 1992c)。すなわち、前述のように解釈された上部マントルの垂直方向の不均質性は、既存の島弧性かんらん岩(マントル)に下方から背弧海盆性かんらん岩(マントル)が付加することによってもたらさ

れた(Fig. 4f)。われわれは環伊豆地塊蛇紋岩帯の貫入岩を時代ごとに見ることによって、フィリピン海プレート北端のテクトニック・セッティングの変遷を追うことができるのである。

5. ピクライト玄武岩の成因

ピクライト玄武岩はすべての地域で蛇紋岩と密接に伴っており、その成因は蛇紋岩帯の形成と関連があると思われる。ピクライト玄武岩は、Tiに富んでおり、全岩および鉱物(クロムスピネル)の化学的特徴がハワイなどに見られるプレート内ソレアイトのものとはほぼ一致する(石田ほか 1988, 1990)。したがって、環伊豆地塊蛇紋岩帯のピクライト玄武岩は、四国海盆形成をもたらしたマントル・プリュームから初期に分離されたクリスタル・マッシュに由来する可能性がある。ピクライト玄武岩の産状が前述のように様々であるのは、それらの一部は貫入固結後に蛇紋岩同様再移動して再び固体貫入したことによるのかもしれない。

6. 結晶片岩の成因

結晶片岩は、前述のように環伊豆地塊蛇紋岩帯でも嶺岡帯に偏在している。この偏在性と年代(38Ma; Kaneoka *et al.* 1981)を考え合わせると、これらの変成岩は古伊豆-ボニン弧東端で太平洋プレートによる沈み込みにより形成されたものと思われる。

ま と め

(1) 伊豆地塊を取り巻くように、ほぼ同時代(主として漸新世~中新世)に貫入した特徴的な岩石学的性質を共有する蛇紋岩体が点在する。これらを“環伊豆地塊蛇紋岩帯”と称する。環伊豆地塊蛇紋岩帯は瀬戸川帯の北西部(笹山構造線沿い)、小仏帯の南部、葉山帯(横須賀市衣笠付近など)、嶺岡帯などを連ねたものである。

(2) 環伊豆地塊蛇紋岩の原岩のかんらん岩(=環伊豆地塊かんらん岩)の典型的な鉱物組み合わせは、かんらん石($Fe_{0.92}$) + 斜方輝石 + 単斜輝石 + クロムスピネル(Cr#, ca. 0.5) + 斜長石(An_{90})であり、両輝石の示す平衡温度は嶺岡型のもの(すなわち加水化を免れているもの)で1,000~1,100°C程度である。これらは、比較的高温低圧を示唆し、熱くて薄い地殻を持つ上部マントル物質であろう。

(3) 環伊豆地塊蛇紋岩(またはかんらん岩)の地域による、また同一地域で貫入時代による不均質性(枯渇度、平衡温度、酸素分圧、加水度など)は大きい。これらは、四国海盆北端の上部マントルの水平方向および垂直方向の岩石学的不均質性による。

(4) 環伊豆地塊蛇紋岩帯は、四国海盆の主要拡大期に生じたすれ違いプレート境界沿いに貫入した背弧海盆マントル物質が、日本海拡大時に本州弧中央部に付加することにより形成された。ただし、背弧海盆マントル物質に先駆けて、古伊豆-ボニン弧の地殻-マントル物質が貫入した。

(5) 蛇紋岩に伴うピクライト玄武岩はプレート内ソレアイトの性質を有し、四国海盆拡大開始期に、それを引き起こしたマントル・プリュームよりもたら

